

## 震度分布から迅速に $M_w$ を推定する方法

### The Method of Presuming $M_w$ Quickly from Seismic Intensity Distribution

石井 嘉司<sup>1</sup>

ISHII Yoshimori<sup>1</sup>

(Received February 7, 2020; Accepted August 31, 2021)

#### 1 はじめに

平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震 (以下, 東北地方太平洋沖地震) は,  $M_w9.0$  という巨大地震であったが, 地震発生直後の緊急作業で求められた気象庁マグニチュード (以下  $M_jma$ ) は, 波形振幅の飽和により 7.9 とかなり小さい値となった.

この  $M_jma$  が小さく推計されたことに起因する津波警報のグレードや最大の高さの過小評価が問題視され, 2013 年 3 月からは  $M8$  を超えるような巨大地震と判定された場合, 想定された震源域が破壊したという推定のもと, 定性的表現による津波警報をまず最初に発表するなど, 津波警報の改善が図られている.

但し, 巨大地震と判定された場合, 常に想定最大規模の津波警報を発表することは, 過大な津波警報を発表することになる可能性も高く,  $M_jma$  が飽和するような規模の地震についても, ある程度の精度を持って規模を推定する手法の開発が望まれる.

東北地方太平洋沖地震の際には, 震度 1 以上の分布は九州南部にまで達し, 震度 5 弱以上の強震動の分布も東北地方北部から関東地方南部まで広がるなど, 過去に経験したことのないような広域の震度分布が得られていた. そこで, 計測震度の分布から地震発生後迅速にモーメントマグニチュード (以下  $M_w$ ) を推定することができるのではないかと考え, 本手法を開発した.

なお, Kawasumi (1951) や勝又・徳永 (1971) など, 震度分布と地震規模の関係について, 過去にも様々な調査がなされているが, 本手法は地震発生直後から 3 分以内程度で入手可能な震央近傍の計測震度計のデータにのみ基づいて, 迅速に地震規模の推定を行い,

津波警報の精度向上に資することを主眼に開発したものである.

また本手法の成果を用いて, 地震発生と同時に起動し, 地震規模の推定値を自動表示する PC 上のシステムを先行開発し, 2011 年 9 月から大阪管区気象台地震火山課の現業室で試験運用を開始したほか, 気象庁と大阪管区気象台に整備されている 5 世代目の地震活動等総合監視システム (以下, EPOS) には, 本手法による  $M_w$  の計算・表示機能が震源計算処理に組み込まれている.

#### 2 計測震度データの入電に要する時間

従来から気象庁は津波警報を地震発生後約 3 分で発表することを目標としており, 巨大地震であってもこの目標は変わらないため, 津波データベースの検索時間や送信作業等を考慮すると, 地震規模の推定は 2 分 30 秒程度までに完了しなければならない.

東北地方太平洋沖地震の際に大阪管区気象台の EPOS に入電した計測震度電文について, 各観測点における最大の計測震度とそれを観測した電文が地震発生時刻 (以下, OT) から EPOS に入電するまでに要した時間 (秒) をプロットしたものを図 1 に示す.

計測震度計は, 地震の揺れが継続している場合 1 分間隔で後続のリトリガ電文を送信してくるが, 東北地方太平洋沖地震のような巨大地震では破壊時間が長いため, 2 報や 3 報で最大震度が更新されるリトリガ電文も数多く入電していた. 図 1 からは, 震度 5 強～5 弱程度の強い揺れであっても, 入電まで 300 秒 (5 分) 前後要しているものがあることが分かる.

<sup>1</sup> 大阪管区気象台気象防災部, Disaster Mitigation Department, Osaka Regional Headquarters

現所属: 和歌山地方気象台, Wakayama Local Meteorological Office

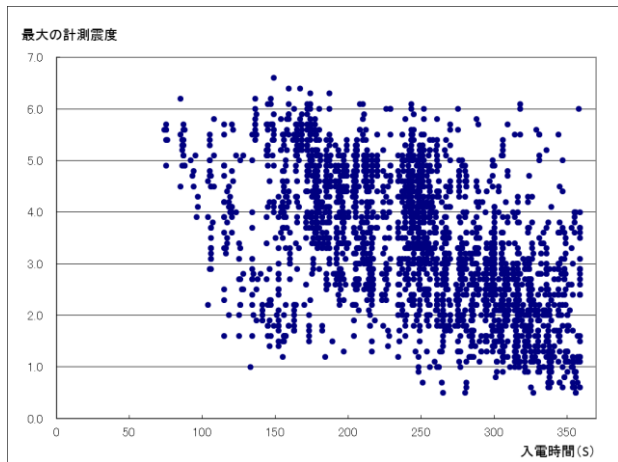


図 1 東北地方太平洋沖地震の際に観測された最大の計測震度とそれを観測した電文が OT から EPOS に入電するまで時間 (秒) の関係

このことは、震度 5 強や震度 5 弱を観測した観測点分布の広がり、最も離れた 2 地点間の距離と地震規模の相関関係に基づいて、地震の規模を推定するような手法では、迅速な規模の推定が困難であることを示している。つまり、震源から遠い地点ほど最大震度電文の入電までに時間がかかるため、時間の経過と共に遠方の観測点からの電文が入電し、最も離れた 2 地点間の組み合わせが刻々と変化し続けるため、最も離れた 2 地点間の距離も絶えず変化し、現業作業において 3 分までの津波警報の判断に利用することは困難である。

次に、東北地方太平洋沖地震の際に 10 秒毎に入電した計測震度電文の通数と入電時間 (OT からの経過時間) の状況を図 2 に示す。

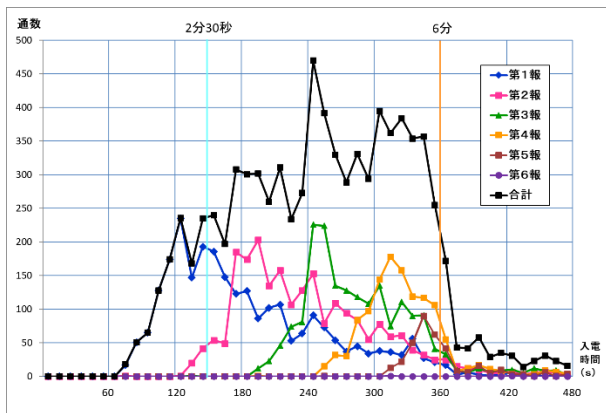


図 2 東北地方太平洋沖地震の際の計測震度電文の EPOS 入電状況

津波警報の判断に利用するためには、2 分 30 秒時点 (図 2 の水色の縦線) 程度までのデータしか利用できない。この時点では第 1 報目が入電のピークが過ぎ、第 2 報目が入電し始めたタイミングであることが分かる。

第 2 報が OT から 2 分 30 秒以内で送信されるためには、第 1 報が OT から 1 分 30 秒以下で送信されているはずで、計測震度計のトリガ起動時刻は OT から 30 秒以下である必要がある。P 波速度を 7km/s として計算すると、これは震央距離 200km 程度までの震度観測点に限られる。

東北地方太平洋沖地震の際には、第 5 報まで相当数の入電があり、大部分の電文が入電するまで約 6 分 (図 2 のオレンジ色の縦線) 程度要している。

この 6 分までに入電した観測点毎の電文を対象に、その観測点での最大震度を観測した電文が入電するまでの時間と、その観測点の震央距離を入電通数毎に色分けしてプロットしたものを図 3 に示す。この図から、ほぼ 3 報目までに最大震度を観測した電文が含まれること、また第 3 報以降で最大震度を観測した地点は、震央距離が 200km より遠いもの (図 3 のオレンジ色の縦線の右側) が大部分であることが分かる。

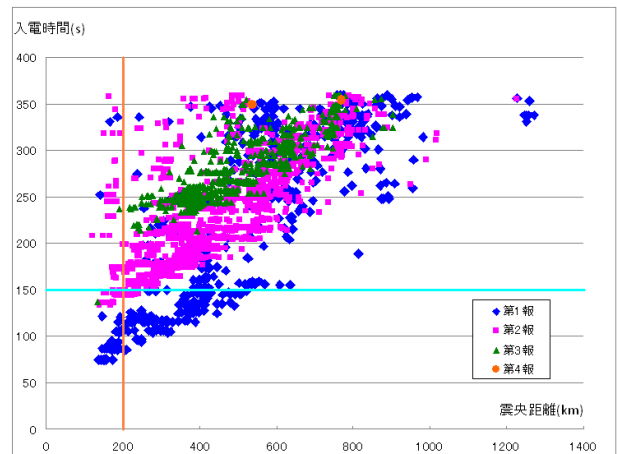


図 3 東北地方太平洋沖地震の際の最大震度電文の入電時間と震央距離の関係

また、2 分 30 秒まで (水色の横線より下) に最大震度が入電した観測点は、入電したすべての観測点数の 7.6% のみであるが、震央距離 200km 以内に位置する観測点 (図 3 のオレンジ色の縦線の左側) に限ると、2 分 30 秒までに最大震度が入電した割合は 59% と半数以上

であった。

図4は、2011年4月7日に発生した宮城県沖の地震 ( $M7.2$ ) について、図3同様に最大震度を観測した電文が入電した時間と、その観測点の震央距離を入電通数別に色分けしてプロットしたものである。東北地方太平洋沖地震と比べると全体的に早めに入電しており、2分30秒までに最大震度が入電した観測点は入電したすべての観測点の36%であり、震央距離200km以内の範囲に限ると88%が入電済みであった。

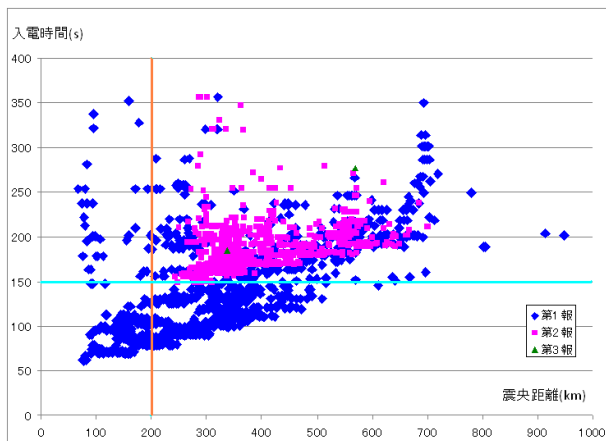


図4 宮城県沖の地震の際の最大震度電文の入電時間と震央距離の関係

図3と図4に示すように、地震の規模が大きくなるに従い、震源域も広くなり、断層の破壊時間も長くなることから、震度電文の入電完了までに時間を要する結果となる。但し、 $M_w9.0$ の東北地方太平洋沖地震の場合でも、震央距離200km以内の震度観測点の6割程度は最大震度を観測する電文を2分30秒までに送信してきていることが分かった。そこで、震央距離200km以内の観測点で観測された震度と地震規模の関係をを使うことで、迅速に地震規模の情報が得られるのではないかと考えた。

### 3 計測震度と地震規模 ( $M_w$ ) の関係

一般に観測される震度は震央から離れるに従って小さくなるが、ディレクティビティや地盤増幅度の影響などで、震度分布は綺麗な同心円状にはならない。

これらの影響は、震央をとり囲む沢山の震度観測点のデータを平均化する事で、少なくすることができると考えられる。そこで、図5に示すような震央距離が150kmから200kmのドーナツ状の範囲に入る観測

点で観測された計測震度の平均値 ( $I$ ) を求め、この平均計測震度の値  $I$  と CMT 計算によって得られている  $M_w$  との関係を調べた。

震央距離の短い方を150kmからとしたのは、海溝型の巨大地震では、震央付近は海域のため震度観測点が存在しないことや震央距離150kmから200kmまでの50kmの範囲に限ることで、得られる震度データに震央距離の違いによる大きな差が生じないようにするためである。

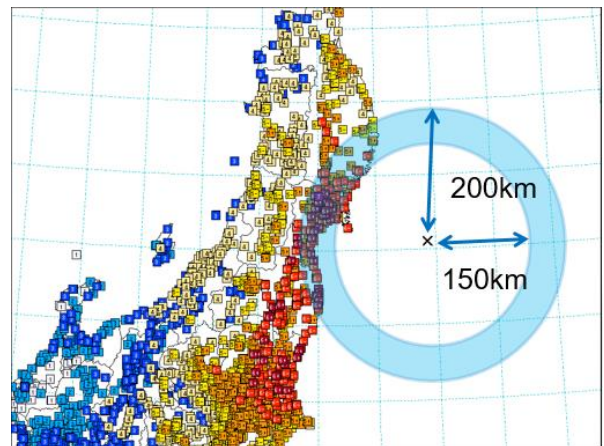


図5 東北地方太平洋沖地震の震度分布図に震央距離150kmから200kmまでの範囲を重ねた図

なお、調査対象とした地震は、震央距離150kmから200kmまでの対象範囲内になるべく多くの計測震度データが含まれることが望ましいため、地方公共団体などの計測震度計の整備がほぼ完了した2000年1月以降から2013年7月末までで、以下の条件に合うものとした。

- ・最大震度3以上を観測した地震
- ・ $M_{jma}5.0$ 以上の地震
- ・CMTによる $M_w$ が得られている地震
- ・深さ100kmより浅い地震
- ・震央距離150kmから200kmの範囲に含まれる計測震度データが10個以上存在する地震

上記の条件を満たした地震は578個であった。

これらの地震で得られた平均計測震度(情報発表に利用しているもの全て)と $M_w$ の関係を図6に示す。

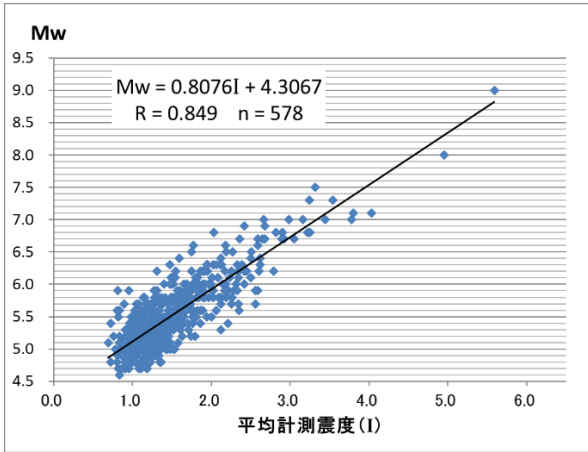


図 6 震央距離 150km から 200km までの平均計測震度と Mw の関係

図 6 では Mw8.0 を超える部分についてもリニアな関係がみられるため、一次回帰させると、次の式 1 に示す関係が得られた。また両者の相関係数は 0.85 と高い相関を持つことが分かった。観測された平均計測震度から、この関係式により求められる地震規模 (Mw) を Mwi (i は intensity の意味) と称することとする。

$$Mwi = 0.8076 \times I + 4.3067 \quad (1)$$

東北地方太平洋沖地震の際、震央距離が 150km から 200km までの地点の最終的な全ての入電データを用いた平均計測震度 (I) は 5.55 であり、式 1 からはこれに対応する Mwi が 8.8 と計算される。

表 1 東北地方太平洋沖地震での OT からの経過時間別入電データから求めた Mwi

経過時間	全入電地点数	計算使用地点数	平均計測震度 (I)	式 1 から求めた Mwi
OT~2 分 30 秒	1011	80	5.33	8.61
OT~3 分 00 秒	1465	82	5.49	8.74
OT~4 分 00 秒	2006	82	5.51	8.76
全入電データ	2559	92	5.55	8.79

但し、実際の計測震度電文は、時間と共にリトリガ電文で震度が更新されるため、OT からの経過時間別の EPOS 入電データから求めた平均計測震度 (I) と、それを式 1 に代入して求めた Mwi を表 1 に示す。

表 1 を見ると、地震発生後 2 分 30 秒時点で既に Mwi8.6 が得られており、東北地方太平洋沖地震の例では Mjma が 7.9 であったことから、この時点で既に Mjma 飽和の判断が可能であり、また全入電データを使った場合は Mwi8.8 と東北地方太平洋沖地震の最終的な Mw9.0 に近い値が得られている。

#### 4 Mwi の精度について

Mwi の精度を推定するため、CMT により求められた Mw (以下単に Mw と書く場合は CMT による Mw) を正しいと仮定して、本手法による Mwi の誤差 (Mwi - Mw) について調査を行った。

今回調査した 578 個のデータについて、Mwi の二乗平均平方根誤差 (Root Mean Square Error, 以下 RMSE と記載) を計算すると 0.288 が得られた。

RMSE の 0.288 という精度を比較する参考として、今回対象とした同じ 578 個の地震について、地震波形の振幅から得られる Mjma と CMT 解析によって得られる Mw の関係について調べた (図 7)。

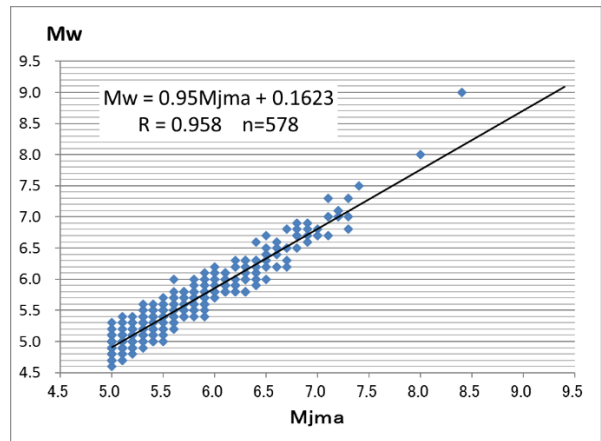


図 7 Mjma と Mw の関係

当然ながら両者は相関係数 0.96 という高い相関を示し、Mw を正しいと仮定すると、Mjma の RMSE は 0.159 が得られた。

つまり、本手法による Mwi の RMSE (0.288) は、Mjma の RMSE (0.159) よりも大きい、その 2 倍には達していないことが分かる。なお、図 7 からは Mw8.0

を超える事例について、Mw の方が大きくプロットされており、Mjma の飽和がみられる。

次章以降では、Mwi の誤差 (Mwi - Mw) に着目し、震源の深さや震央距離の偏り、震度観測点数との関係について調査した結果を示す。

## 5 Mwi の誤差と震源の深さの関係

本手法では、震源の深さ 100km 以浅の地震について、特に震源の深さを考慮せず、平均の計測震度のみに基づく一次回帰式で Mwi を推定している。

震源がごく浅い場合は、震度分布の広がり狭く、ある程度深くなると震度分布が広がるような傾向があるとしたら、Mwi を推定する際に震源の深さが影響することが予想される。

このため、震源の深さの違いによる影響を調べる目的で、Mwi の誤差 (Mwi - Mw) と震源の深さの関係について一次回帰させたものを図 8 に示す。

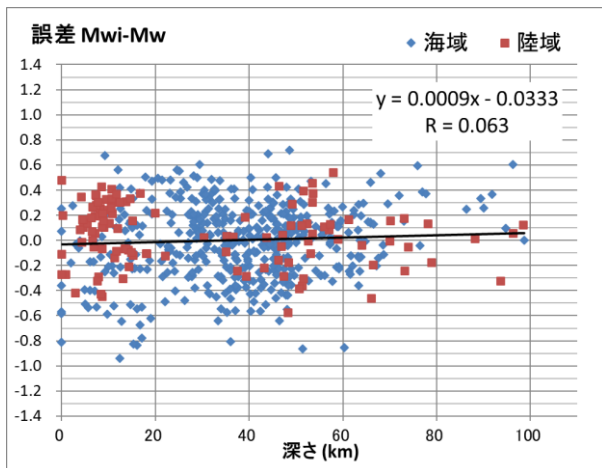


図 8 Mwi の誤差と震源の深さの関係

図 8 を見ると、その傾きは 0.0009 と非常に小さく、深さの影響はあまり無いように見えるが、震央地名に基づいて海域と陸域の震源を色分けしてみると、海域の地震 (青色) と陸域の地震 (赤色) でやや異なった傾向がみられる。そこで、海域と陸域の地震を分離して Mwi の誤差 (Mwi - Mw) と震源の深さの関係を調査した (図 9, 図 11)。

海域の地震では、図 9 に示す通り、深さ 60km より深い地震で Mwi が大きめに求まる傾向が見られ、全体としては右上がりの相関が得られている。

これは当初予想した通り、海域の深い地震では異常

震域などの影響により、震度分布が広がるためと考えられる。

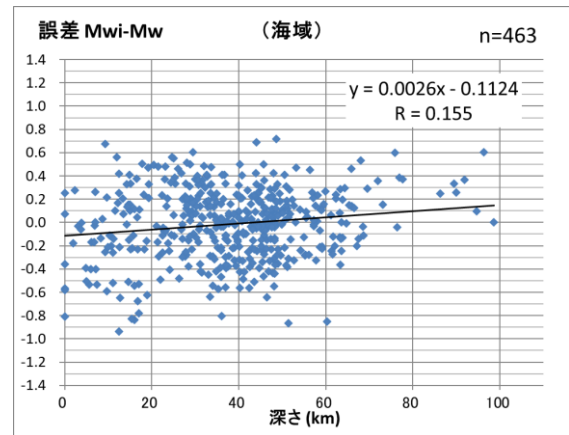


図 9 海域の地震の Mwi の誤差と震源の深さの関係

但し、海域で津波を発生させるのは、主に深さ 60km より浅い場所を震源とする地震であるため、この範囲の地震だけを抜き出して Mwi の誤差 (Mwi - Mw) と震源の深さの関係を調査した (図 10)。

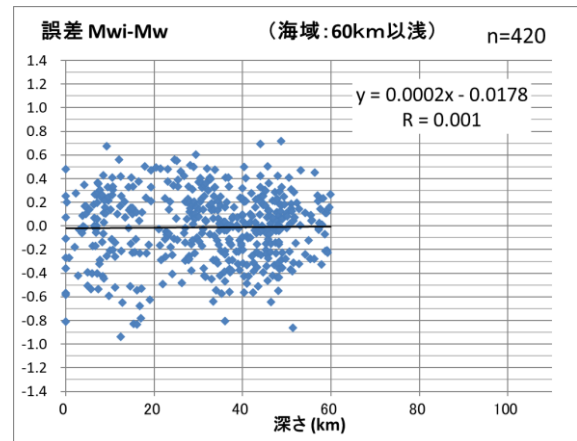


図 10 海域の深さ 60km 以浅の地震の Mwi の誤差と震源の深さの関係

図 10 を見ると、傾きはほぼ 0 であり、海域の深さ 60km より浅い地震については、震源の深さの違いが Mwi の精度に影響していない事が分かった。

次に陸域の地震では、図 11 に示す通り、深さ 20km より浅い地震で Mwi がやや大きめに求まるものが多く、全体として右下がりの相関が得られている。

これは同じ規模の地震でも、震源が浅いほど観測さ

れる震度が大きくなる影響と考えられる。

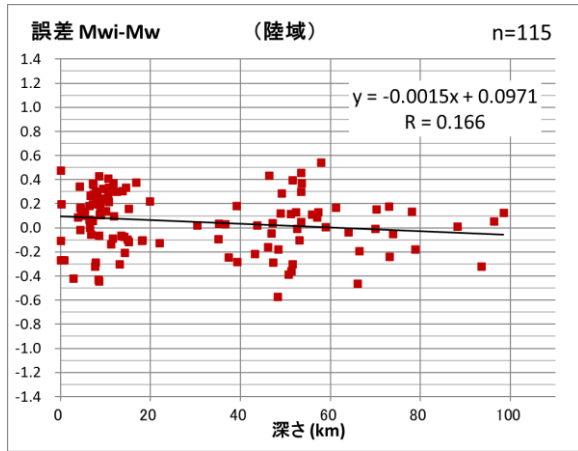


図 11 陸域の地震の Mwi の誤差と震源の深さの関係

現在は、海域と陸域を区別せず Mwi を算出しており、この場合全体として、震源の深さによる影響はあまり大きくないが、Mwi が大きく算出される傾向のある海域の 60km より深い地震と陸域の 20km より浅い地震について、今後個別に補正を行う事で、さらなる Mwi の精度向上が期待できることが分かった。

但し、本手法が主な目的としている津波を生じさせるような地震が発生する領域については、震源の深さによる補正を追加する必要はないと考えられる。

## 6 Mwi の誤差と平均震央距離の関係

本手法では、震央距離が 150km~200km の範囲に含まれる震度観測点の平均の計測震度を元に Mwi を推定しているが、震度観測点の震央距離の偏りについては考慮していなかった。

計算に使用する震度観測点が多い場合、平均の震央距離は、150km~200km の中間値である 175km (面積的な中間値は 176.8km) 前後となると思われるが、観測点数が少ない場合は震央距離の偏りが Mwi の推定結果に影響する可能性が考えられるため、Mwi の誤差 (Mwi - Mw) と平均震央距離の関係について調査した (図 12)。

図 12 では明瞭な相関はみられないが、回帰式によると、やや右下がりの傾向がみられる。これは震央から遠い観測点が多い場合は、震度の距離減衰により Mwi が若干小さく算出されるためと推測される。

但し、平均震央距離が 20km 違ったとしても、回帰

式から推測される Mwi の差は 0.05 であり、平均震央距離の違いによる影響もかなり小さいことが分かる。

このため、本手法に平均震央距離の補正を追加する必要はないと考えられる。

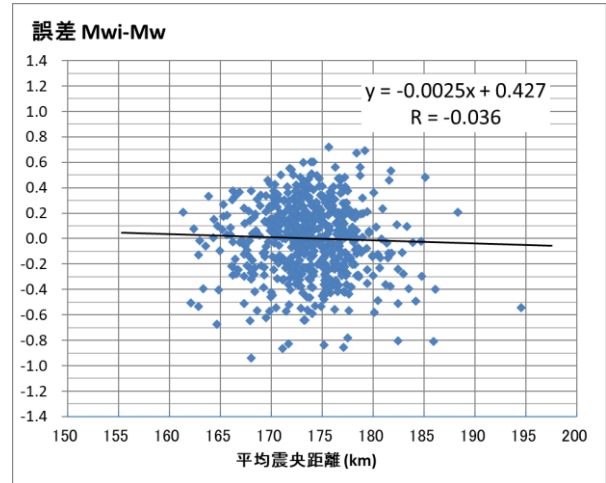


図 12 Mwi の誤差と平均震央距離の関係

## 7 Mwi の誤差と震度観測点数との関係

次に、Mwi 算出に用いる震度観測点数と Mwi の誤差 (Mwi - Mw) の関係を調査した。震度は震度計の設置環境の影響により、大きかったり小さかったりするが、多くの観測点を使って平均すればバラつきが平滑化されるため、精度も良くなると推測される。

そこで、Mwi の誤差 (Mwi - Mw) と観測点数の関係をプロットしたものを図 13 に示す。この図からは、赤点線で示すように観測点数が増えるに従って誤差が小さくなる傾向があるように見える。

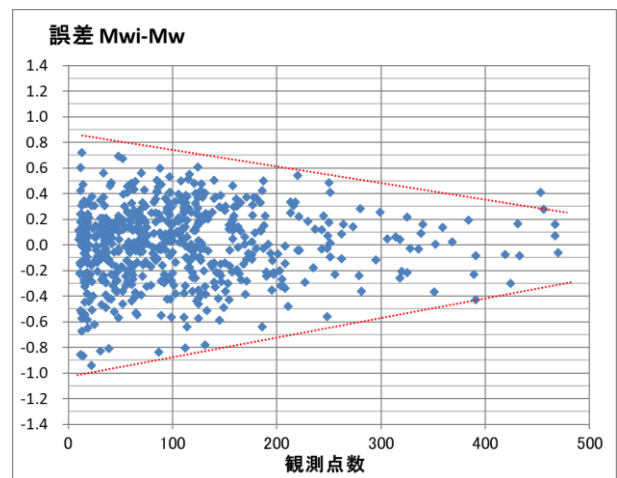


図 13 Mwi の誤差と震度観測点数の関係

この傾向を定量的に調べるため、震度観測点数を 50 個ずつ増やした事例について、 $M_{wi}$  の誤差 ( $M_{wi} - M_w$  の RMSE) を調査した結果を表 2 の「 $M_{wi} - M_w$  の RSME」欄に示す。観測点数が増加するに従って、RMSE が次第に小さくなっていることが分かる。

震度観測点数が多いケースほど事例数は少なくなるが、 $M_{wi}$  の誤差 ( $M_{wi} - M_w$  の RMSE) の改善は、事例数の減少に伴う影響ではないことを示すため、 $M_{jma}$  の誤差 ( $M_{jma} - M_w$  の RMSE) についても震度観測点数との関係を調査した結果を表 2 と図 14 に示す。

表 2 観測点数別の  $M_{wi}$  と  $M_{jma}$  の RMSE

観測点数	事例数	$M_{wi} - M_w$ の RMSE	$M_{jma} - M_w$ の RMSE
全データ	578	0.288	0.159
50 個以上	407	0.278	0.158
100 個以上	259	0.277	0.162
150 個以上	134	0.244	0.158
200 個以上	72	0.238	0.149
250 個以上	44	0.215	0.157
300 個以上	29	0.198	0.150

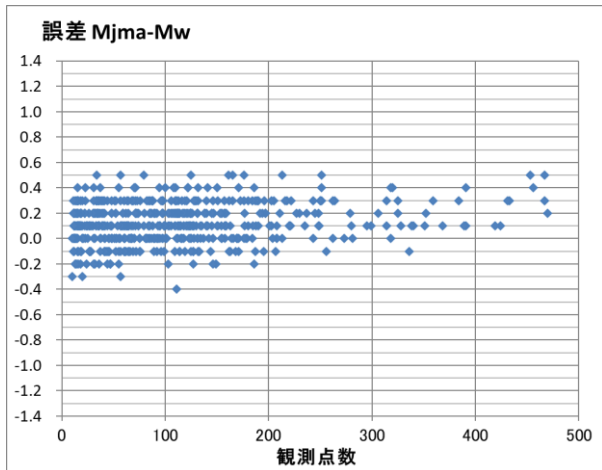


図 14  $M_{jma}$  の誤差と震度観測点数の関係

$M_{jma}$  と  $M_w$  の関係については、その地震で観測された震度観測点数とは全く無関係と考えられ、事例数が減少しても  $M_{jma}$  の RMSE は 0.15 前後でほぼ一定であることが示された。

これに対し、 $M_{wi}$  の RMSE は震度観測点数が増え

るに従って改善がみられることから、当初の推測通り多くの観測点を使って求めた  $M_{wi}$  は、CMT から求めた地震の規模 ( $M_w$ ) との相関がより高くなることを示しているものと考えられる。

### 8 観測点分布の方角的広がりや精度の関係

本手法で推定される  $M_{wi}$  は、震央から見た震度観測点の方位に分布し、震央を広く取り囲む配置になっているほど、震央位置の誤差に寛容となるため、精度が高くなることが予想される (図 15)。

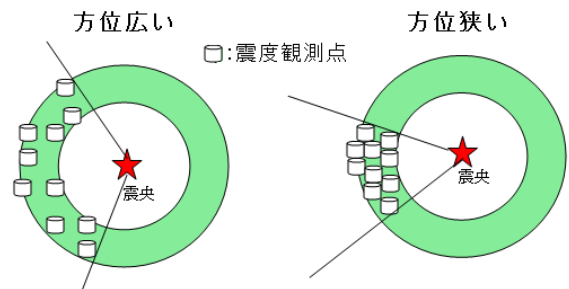


図 15 震度観測点分布による方位の違い

そこで、震度観測点の配置を震央から見た方位別に 10 度単位で 36 個のゾーンに分割し、それぞれのゾーンに観測点が 1 つ以上含まれる数を方位数と定義し、この方位数と精度の関係を調査した。図 16 に方位数の数え方の例を示す。

方位数が全方位の半数に相当する 18 以上あるケースと 15~17 までのケース、12~14 までのケース、9~11 までのケース、6~8 までのケース、及び 5 以下のケースについて、 $M_{wi}$  の誤差 ( $M_{wi} - M_w$ ) との関係を調べた。(図 17~図 21)

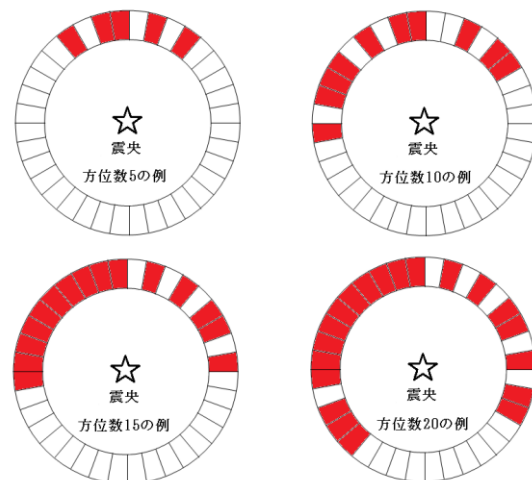


図 16 赤い部分に観測点がある場合の方位数

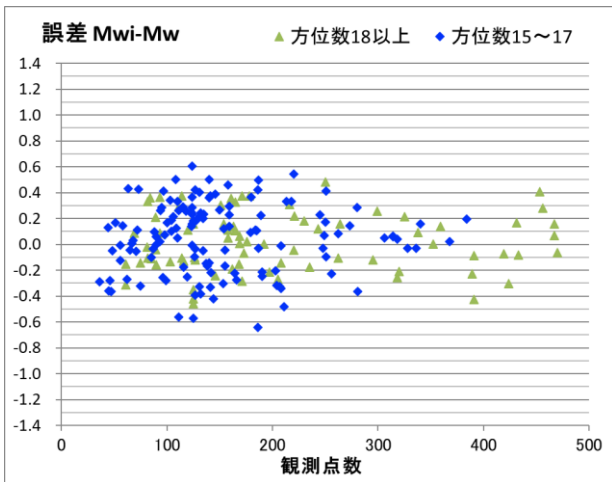


図 17 方位数 18 以上と方位数 15~17 の誤差分布

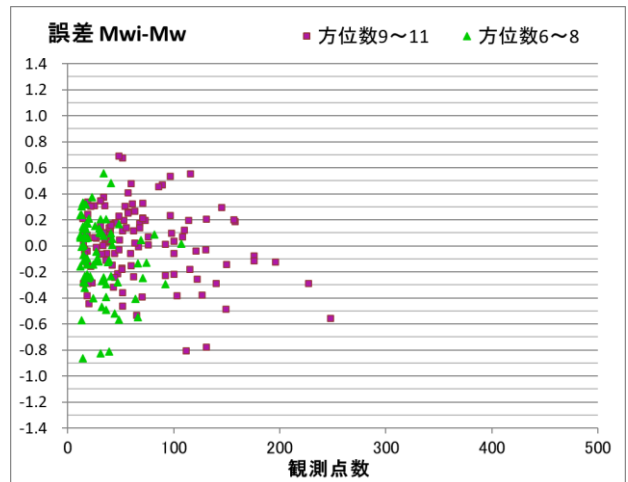


図 20 方位数 9~11 と方位数 6~8 の誤差分布

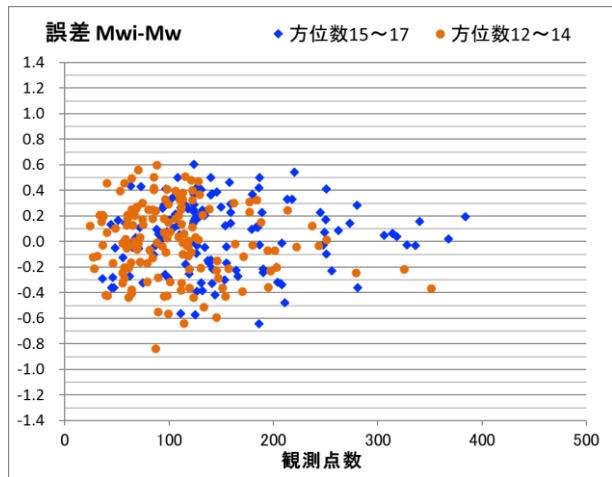


図 18 方位数 15~17 と方位数 12~14 の誤差分布

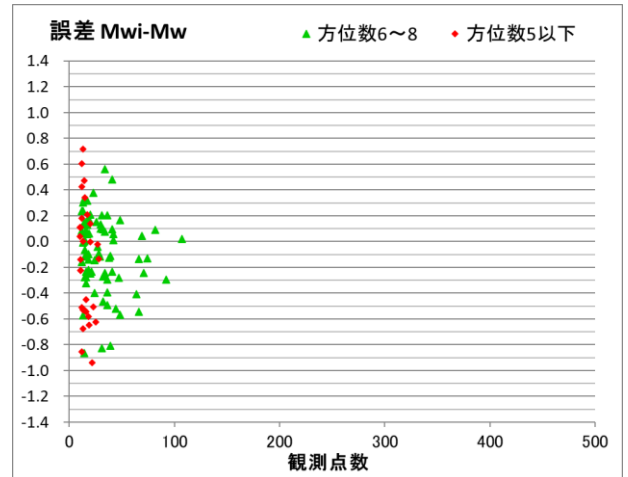


図 21 方位数 6~8 と方位数 5 以下の誤差分布

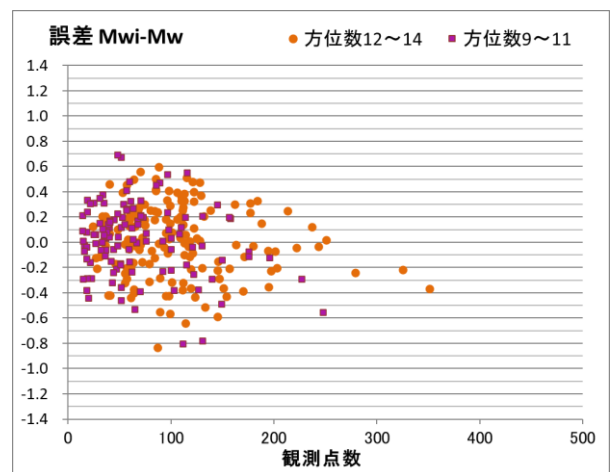


図 19 方位数 12~14 と方位数 9~11 の誤差分布

また、これら方位数のケース毎に Mwi の RMSE と事例数, 観測点数の平均を計算したものを表 3 に示す。

表 3 方位数別 Mwi の RMSE

方位数	事例数	観測点数 の平均	Mwi-Mw の RMSE
全データ	578	108.1	0.288
18 以上	77	211.2	0.226
15~17	130	151.7	0.269
12~14	147	106.8	0.289
9~11	115	68.5	0.277
6~8	79	31.0	0.290
5 以下	30	15.7	0.443



図 17 及び表 3 からは、方位数 18 以上の場合の方が方位数 15~17 までに比べばらつきが小さく、RMSE も 0.23 と小さくなっていることが分かる。

次に、方位数 18 未満のケースを見ると、図 18~図 20 及び表 3 に示すように、方位数 12~14 から方位数 6~8 までの 3 ケースでは、方位数の減少に伴い観測点数の平均が約半分ずつに減少しているが、RMSE の悪化はほとんどみられない。

これに対し方位数 5 以下のケース (図 21) では誤差のばらつきが大きく、RMSE も 0.4 以上と急激に精度が悪くなる事が分かった。

### 9 2003 年の十勝沖地震 (Mw8.0) での Mwi

本手法は、2000 年以降の Mjma5.0 以上となった地震について、その地震の Mw と計測震度の関係を一次回帰で求めたものであるが、期間中で Mw8.0 を超えたものは「平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震」(Mw9.0) と「平成 15 年 (2003 年) 十勝沖地震」(Mw8.0) (以下十勝沖地震) の 2 回のみである。

十勝沖地震も海溝型の地震であり、震源は沖合となるが、その震央と Mwi 計算に用いる震度観測点の範囲を図 22 に示す。

この十勝沖地震では、150km から 200km までの範囲に含まれる震度計の数は 13 個であり、それらの計測震度の平均は 4.954 であった。これを式 1 に代入すると Mwi は 8.31 が得られている。

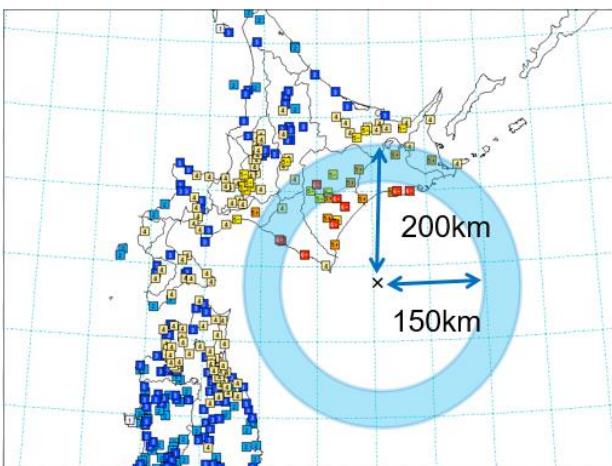


図 22 十勝沖地震の際の震度分布に震央距離 150km から 200km までの範囲を重ねた図

### 10 南海トラフの巨大地震で推定される Mwi

中央防災会議(2012)は、南海トラフの巨大地震モデル検討会 (以下モデル検討会) において、南海トラフの巨大地震による震度分布・津波高について (第一次報告) を公開している。その巻末資料には、南海トラフの巨大地震で想定される震度として、強震動生成域を基本ケース・陸側ケース・東側ケース・西側ケースの 4 ケース設定して計算した結果に加え、経験的手法や、震度の最大値を重ね合わせた最大クラスのもの及び中央防災会議が 2003 年に公表した震度分布を市区町村別に公表している (表 4)。

表 4 市区町村別の最大となる震度の表 (中央防災会議(2012)巻末資料より抜粋)

都道府県名	市区町村名	基本ケース	陸側ケース	東側ケース	西側ケース	経験的手法	最大クラス (重ね合わせ)	中央防災会議 (2003)
大阪府	島本町	6弱	6強	5強	5強	6弱	6強	5強
大阪府	豊能町	5強	6弱	5強	5強	5強	6弱	5強
大阪府	能勢町	5強	5強	6弱	5強	5強	5強	5強
大阪府	鹿取町	6弱	6弱	6弱	6弱	6弱	6弱	6弱
大阪府	田尻町	6弱	6強	6強	6弱	6弱	6強	6弱
大阪府	碑町	6強	6強	6強	6弱	6弱	6強	6弱
大阪府	太子町	6弱	6弱	6弱	6弱	6弱	6弱	5強
大阪府	河南町	6弱	6弱	6弱	6弱	6弱	6弱	6弱
大阪府	千早赤阪村	6弱	6弱	6弱	6弱	6弱	6弱	6弱
兵庫県	東灘区	6弱	6弱	6弱	6弱	6弱	6弱	6弱
兵庫県	灘区	5強	6弱	6弱	5強	6弱	6弱	6弱
兵庫県	兵庫区	6弱	6弱	6弱	6弱	6弱	6弱	5強
兵庫県	長田区	6弱	6弱	6弱	6弱	6弱	6弱	6弱

この震度分布が実際に観測された場合、どの程度の Mwi が計算されるのかについても、調査を行った。

モデル検討会が公開している震度分布は市区町村単位の震度であるため、表 5 に示す換算値 (各震度階級別の計測震度の中央値) を該当市区町村に存在する震度観測点に関連付けるソフトウェアを開発し、観測点別の計測震度の分布を作成した。

また、震度の最大値を重ね合わせた最大クラスものは、複数の震源を仮定して得られた震度の重ね合わせであり、当然過大な推定がなされると考えられるが、参考として計算を実施した。

表 5 震度を計測震度に換算するのに用いた値

震度 1 → 1.0	震度 2 → 2.0	震度 3 → 3.0
震度 4 → 4.0	震度 5 弱 → 4.7	震度 5 強 → 5.2
震度 6 弱 → 5.7	震度 6 強 → 6.2	震度 7 → 7.0

南海トラフの地震では、日本海溝側に比べ海溝軸が陸域に近い場合、150km から 200km までの範囲は陸域に大きくかかると想定されるが、図 23 に震央を昭和南海地震と同じ位置に置いた場合の、Mwi 計算に用いられる震度観測点の範囲を示す。

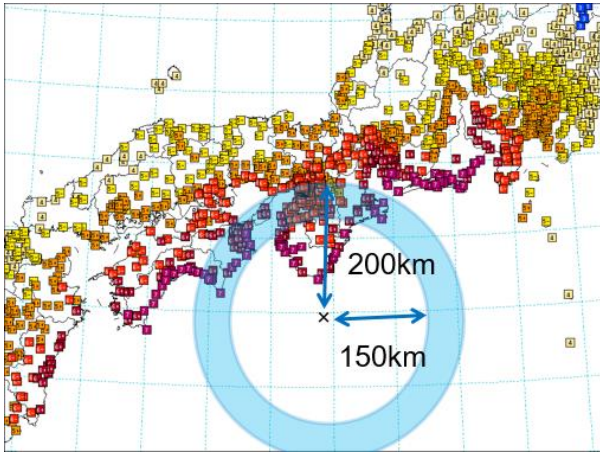


図 23 基本ケースの震度分布と昭和南海地震の震央を中心として距離 150km から 200km までの範囲を重ねた図

また、南海地震と東南海地震が単独で発生した場合の想定についても、どの程度の  $M_{wi}$  が計算されるかについて、調査を行った。モデル検討会からは、これら単独発生時の震度分布は公表されていない。このため、任意の断層パラメータ（規模・震源位置・走行等）を指定することで、その地震に伴う観測点の計測震度分布が司・翠川(1999)の距離減数式に基づいて得られる草野富二雄氏作成の推計震度計算プログラムを利用させていただき、2003年に中央防災会議が公表した単独発生時の震度分布の地図に震度分布が概ね合致するよう断層パラメータを調整し、その断層パラメータから推計された各観測点の計測震度データを用いた。

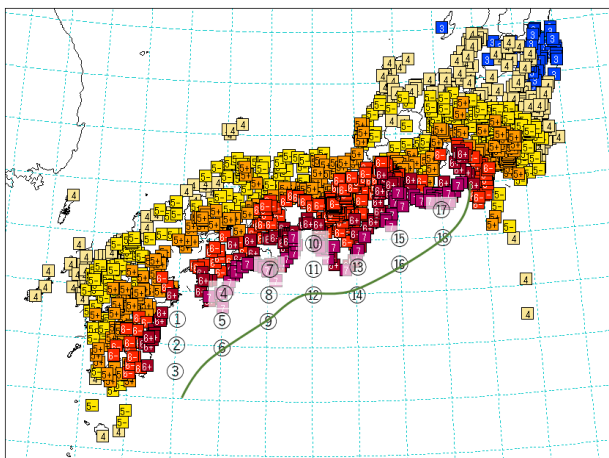


図 24 基本ケースの震度分布と想定した震央位置

$M_{wi}$  を計算するためには、震央から震度観測点までの距離が必要なため、震央位置を仮定する必要がある。どこで断層の破壊が開始するかについては、モデル検討会も示していないため、図 24 に示すように、南海トラフ沿いに 18 ヶ所の震央を仮定し、さらに昭和南海地震の震央の座標を加えた 19 個のケースについて  $M_{wi}$  の計算を行った。（表 6）

表 6 各ケースでの震央位置別の  $M_{wi}$  計算結果

震央位置	方位数	基本ケース	陸側ケース	東側ケース	西側ケース	経験的手法	最大クラス	中防2003	南海単独	東南海単独
1	21	8.16	8.47	8.10	8.20	8.48	8.56	7.91	8.00	
2	18	8.40	8.63	8.31	8.42	8.60	8.70	8.07	8.04	
3	14	8.56	8.69	8.49	8.60	8.68	8.79	8.16	8.14	
4	20	8.71	9.07	8.71	8.79	8.93	9.13	8.29	8.22	
5	18	8.76	9.09	8.73	8.77	8.99	9.14	8.38	8.27	
6	14	9.10	9.38	9.04	9.08	9.19	9.42	8.65	8.42	
7	20	8.74	8.97	8.71	8.75	8.83	8.99	8.51	8.22	
8	18	8.92	9.31	9.05	8.92	9.05	9.34	8.65	8.38	
9	13	9.25	9.62	9.31	9.29	9.29	9.67	8.96	8.62	
10	21	8.79	9.12	8.76	8.81	8.87	9.14	8.62	8.03	
11	18	8.80	9.15	8.75	8.79	8.89	9.15	8.52	8.21	
12	13	8.98	9.24	8.93	8.99	9.02	9.24	8.75	8.50	
13	15	9.07	9.34	9.07	9.05	9.10	9.38	8.84	8.24	8.32
14	11	9.08	9.30	9.03	9.10	9.07	9.32	8.86	8.51	8.38
15	18	8.83	9.03	8.79	8.73	8.97	9.13	8.71		8.30
16	14	9.06	9.30	9.05	9.00	9.12	9.33	8.91		8.55
17	21	8.46	8.59	8.53	8.39	8.72	8.78	8.21		8.03
18	18	8.81	9.02	8.88	8.77	9.09	9.18	8.73		8.46
平均		8.80	9.07	8.79	8.80	8.94	9.13	8.54	8.27	8.34
昭和南海	12	9.10	9.32	9.07	9.13	9.09	9.34	8.87		
(参考)各モデルの想定 $M_{w}$		9.0	9.0	9.0	9.0	8.3		8.7	8.6	8.2

なお、南海地震について不自然な震央である 15～18 と東南海地震について不自然な震央である 1～12 については計算から除いている。

この結果を見ると、モデル検討会が想定した 4 ケースとも、震央位置にかかわらず  $M_{wi}$  は 8.0 を超え、平均としてはモデルの想定と同じ  $M_{w}9.0$  前後の値が計算されている。また、方位数が最小となる震央位置 14 の場合でも、方位数は 11 が確保されるため、震央位置にかかわらず  $M_{wi}$  には一定の計算精度があると考えられ、 $M_{jma}$  飽和の判断基準として十分活用可能であることが分かる。

なお、モデル検討会が想定した 4 ケースのうち、陸側ケースで  $M_{wi}$  の平均が最も高くなっているが、これは強震動生成域が陸に近いので、150km から 200km までの範囲に入る観測点の震度が大きくなるためと考えられる。

また、南海地震や東南海地震が単独で発生した場合の震度分布の想定でも、 $M_{wi}$  は平均で 8.3 前後とモデル検討会が想定した 4 ケースよりも一回り小さい値が得られており、妥当な推計結果となっている。

なお、現在南海トラフの想定震源域で  $M_{jma}7.9$  以上の地震が発生し、 $M_{jma}$  が飽和していると判断された場合、EPOS にプリセットされている最大想定 M9.1 となる津波波源域を使った津波警報の発表を行う運用となっている。

このようなケースにおいて、もし本手法によって  $M_{wi}$  が 8.1 と計算された場合、RMSE の 3 倍 ( $0.288 \times 3 = 0.864$ ) 相当も大きな M9.0 以上の地震である可能性は、 $M_{wi}$  の誤差 ( $M_{wi} - M_w$ ) が正規分布に従うとすると僅か 0.15% しかない。

こうした  $M_{wi}$  が 8.0 に近い値として算出されるケースでは、単純に最大想定 M9.1 に置き換えるのではなく、計算された  $M_{wi}$  に安全率を考慮した値 (RMSE の 1 倍もしくは 2 倍) を加えた  $M$  を使うことで、より適切な津波の高さの推計が可能ではないかと考える。

## 11 まとめ

震央距離 150km から 200km までの計測震度の分布から求めた  $M_{wi}$  は、M8 クラス以上の巨大地震についても、津波警報発表までの短時間に、ある程度の精度をもって  $M_w$  の推定値として利用可能と考えられる。

この  $M_{wi}$  は、その原理から震央が陸域から 200km 以上離れた海溝軸の外側で発生するような地震では求めることができないが、逆に震度観測点数が多いほど精度の改善がみられること、また震央を取り囲む震度観測点の配置 (方位数) が 18 方位以上は精度が特に良いが、それ未満の場合でも 6 方位以上確保されれば、方位数の差は精度にあまり影響しないという結果が得られた。

これらのことから、震度観測点数が多く、観測点も広範囲に分布する海溝型の南海トラフの地震などでは  $M_{wi}$  の精度がより高くなると考えられる。

さらに、震源の深さの違いや、平均震央距離の偏りが本手法に与える影響は小さいことが判明したことから、緊急作業時の震源決定精度が多少悪くても大きな精度の低下はないと考えられる。

また、南海トラフ沿いの巨大地震について、モデル検討会が想定した震度分布に基づいて計算した  $M_{wi}$  も、震央位置にかかわらず  $M_{jma}$  の飽和を判断する基準としては十分活用可能であることが分かった。

現在、南海トラフ沿いで巨大地震が発生した際に、 $M_{wi}$  は  $M$  過小評価判定手法の 1 つとして利用されているだけであるが、正確な津波の予測を第一報で提供

することは防災上極めて重要であり、今回の調査で  $M_{wi}$  の精度についての知見が得られたことから、求めた  $M_{wi}$  に安全率を考慮した値を加えた  $M$  を津波の高さの推計に使う事で、より精度の高い津波警報の提供が可能になると考えられる。

## 謝辞

南海地震と東南海地震が単独で発生した場合を想定した震度分布の作成には、気象庁 OB の草野富二雄氏作成の推計震度計算プログラム (未発表) を利用させていただいた。記して感謝の意を表す。

また、本報文を査読いただいた気象大学の吉田康宏教授からは、多くの貴重な意見とアドバイスをいただき、考察を深めることができた。記して感謝の意を表す。

## 文献

- 勝又護・徳永規一 (1971): 震度 IV の範囲と地震の規模および震度と加速度の対応, 験震時報, **36**, 89-96.
- 中央防災会議 (2012): 南海トラフの巨大地震モデル検討会 南海トラフの巨大地震による震度分布・津波高について (第一次報告) 及び巻末資料  
[http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/pdf/1st\\_report.pdf](http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/pdf/1st_report.pdf), (参照 2020-01-23).  
[http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/pdf/kanmatsu\\_shiryuu.pdf](http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/pdf/kanmatsu_shiryuu.pdf), (参照 2020-01-23).
- 司宏俊・翠川三郎 (1999): 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 第 523 号, 63-70.
- Kawasumi, H. (1951): Measures of Earthquake Danger and Expectancy of Maximum Intensity Throughout Japan as Inferred from the Seismic Activity in Historical Times, Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo, **29**, 469-482.

(編集担当 高嶺透, 雛川博文)